

ZONACIÓN MINERAL VINCULADA A PROCESOS GEOQUÍMICOS EN EL SKARN SAN MIGUEL, SIERRAS SEPTENTRIONALES DE LA PROVINCIA DE BUENOS AIRES

María F. LAJOINIE^{1,2}, Mabel E. LANFRANCHINI^{1,3}, Ricardo O. ETCHEVERRY^{1,2} y Clemente RECIO⁴

¹ Instituto de Recursos Minerales, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata. E-mail: florencialajo@hotmail.com

² Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas.

³ Comisión Nacional de Investigaciones Científicas de la provincia de Buenos Aires.

⁴ Servicio General de Isótopos Estables, Facultad de Ciencias, Universidad de Salamanca, España.

RESUMEN

El skarn San Miguel, situado en cercanías de la localidad de Barker, es uno de los dos skarns reconocidos en el ámbito de las Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires. Se formó por la intrusión de un magma, de composición tonalítica, en un mármol de grano grueso, dicho depósito asoma en afloramientos reducidos. El cuerpo intrusivo rodeó y asimiló parcialmente al mármol, dejando núcleos relictos. Este proceso favoreció el desarrollo de paragénesis minerales calcosilicáticas, con un patrón zonal caracterizado por las zonas de: (1) wollastonita-vesuvianita, (2) granate-clinopiroxeno, (3) clinopiroxeno, en facies de exoskarn, y las zonas de (1) granate-clinopiroxeno, (2) clinopiroxeno-plagioclase cálcica, en facies de endoskarn. Datos isotópicos $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ indican una procedencia marina del carbonato, el cual fue posteriormente sometido a procesos de metamorfismo y metasomatismo que modificaron sus relaciones isotópicas iniciales. El análisis detallado de esta zonación tiene implicancias genéticas que contribuyen al desentramado de la compleja historia evolutiva del skarn.

Palabras clave: Sierras Septentrionales, skarn San Miguel, basamento proterozoico, Buenos Aires

ABSTRACT

Mineral zonation related to geochemical processes in the San Miguel skarn, Sierras Septentrionales, Buenos Aires Province.

The San Miguel skarn represents an unusual geological event in the Septentrionales ranges in the Buenos Aires Province. It is developed on a coarse-grained calcite marble that crops out sparsely in the region. The skarn was formed in response to the intrusion of a tonalitic composition magma that surrounded the marble which was partly assimilated, leaving relict cores. The skarn shows a zoned pattern, with (1) wollastonite-vesuvianite, (2) garnet-clinopyroxene, (3) clinopyroxene zones in an exoskarn and (1) garnet-clinopyroxene, (2) Ca plagioclase-clinopyroxene zones in an endoskarn. Stable C and O isotopic ratios suggest a carbonate of marine origin, whose original isotopic signature had later been modified by metamorphism and metasomatism. The detailed analysis of mineral zoning has genetic implications that contribute to unraveling the complex evolution history of this skarn deposit.

Keywords: Sierras Septentrionales, San Miguel skarn, Proterozoic basement, Buenos Aires

INTRODUCCIÓN

La presencia de skarns representa una rareza en el ámbito de las Sierras Septentrionales ya que sólo se han citado, hasta el momento, dos ejemplos de dicho tipo de depósito: el skarn Punta Tota (Delpino y Dristas 2008), situado en las cercanías de la ciudad de Balcarce, y el skarn San Miguel, ubicado 7 km al norte de la localidad de Barker (Fig. 1a). Este último cuenta con escasos antecedentes bibliográficos de estudios geológicos.

El presente trabajo tiene como finalidad brindar la caracterización mineralógica

detallada del skarn San Miguel, así como la distribución de las diferentes paragénesis que lo componen y los principales procesos geoquímicos que intervinieron en su formación. Con estos nuevos datos, se suma información que contribuye a la caracterización de los procesos metasomáticos responsables de la formación del skarn, acrecentando de este modo los conocimientos geológicos del basamento de la provincia de Buenos Aires.

ANTECEDENTES

Los primeros trabajos geológicos efec-

tuados en la zona fueron llevados a cabo por Villar Fabre (1956), quien menciona la existencia de “calizas metamórficas” intruidas por granitos, al efectuar el levantamiento geológico de la Hoja 33q Barker. Posteriormente, Teruggi *et al.* (1958) citan la presencia de “calizas cristalinas” en la cantera San Manuel al norte de la localidad de Barker, referencia que por su ubicación geográfica y descripción geológica general corresponde a la cantera San Miguel. Estos autores describen la existencia de tres o cuatro lentes de mármol alineadas e intercaladas en una migmatita granítica pegmatoide, citándose además

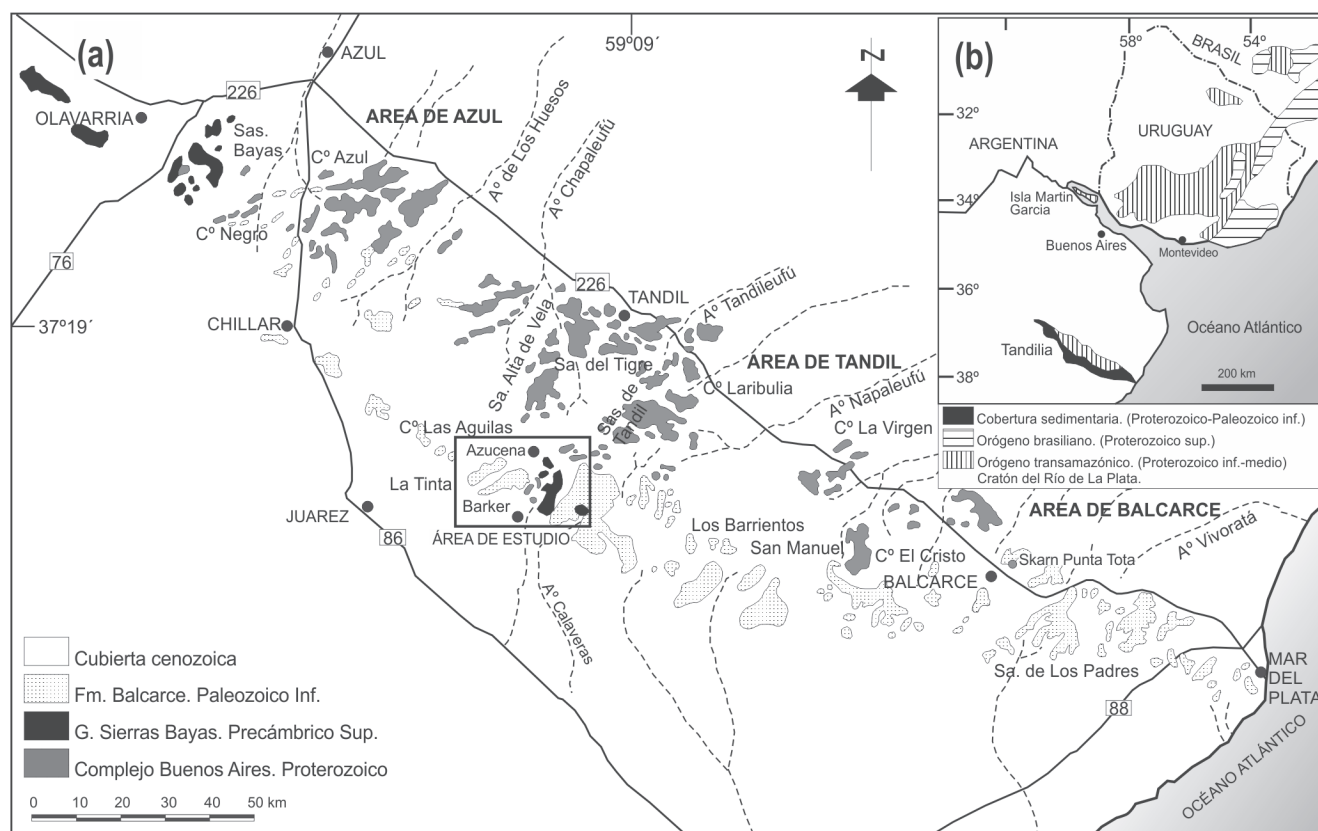


Figura 1: a) Mapa geológico regional y ubicación del skarn San Miguel, en el ámbito de las Sierras Septentrionales. Modificado de Dalla Salda *et al.* (2005). b) Mapa de situación del cratón del río de La Plata. Tomado de Delpino y Dristas (2008).

una paragénesis compuesta por diópsido-grossularia-wollastonita-hornblenda. Villar Fabre y Quartino (1966) y Quartino y Villar Fabre (1967) realizaron los primeros estudios petrológicos del área, caracterizando facies de endo y exoskarn conjuntamente con procesos de asimilación del granito que intruye a los mármoles. Recientemente, de Barrio *et al.* (2009) clasificaron preliminarmente al skarn como cálcico.

METODOLOGÍA DE TRABAJO

Se confeccionó un mapa geológico a escala 1:40.000. Sobre la base de observaciones de campo y estudios mineralógicos se definieron zonas de acuerdo a las diferentes asociaciones minerales identificadas. La caracterización mineralógica de estas zonas se llevó a cabo mediante análisis petrográfico, difracción de rayos X y análisis por microsonda electrónica. Esta última técnica se aplicó en centro y

borde de distintos cristales de piroxeno y granate. Los estudios se realizaron con una microsonda Cameca, modelo Camebax SX 100, en el laboratorio de microanálisis del Servicio de Ciencia y Técnica de la Universidad de Oviedo, España. Las determinaciones se realizaron con aceleración de corriente 20 kv e intensidad 20 nA y diámetro de haz de 1 a 2 μm . Los estándares naturales utilizados fueron: albita para Na y Si, Al_2O_3 para Al, MgO para Mg, andradita para Ca, ortosa para K, Mn y Ti para Mn y Ti, magnetita para Fe, NiO para Ni y cromita para Cr. Asimismo, se efectuaron determinaciones isotópicas de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ en el Servicio de Isótopos Estables de la Universidad de Salamanca (España) mediante la utilización de un espectrómetro de masas de fuente gaseosa, modelo SIRA-II, fabricado por VG-Isotech, equipado con *cold finger*, para análisis de muestras pequeñas y sistema múltiple de admisión de muestras. Las muestras (calcita) fueron separadas y concentradas en forma ma-

nual para ser sometidas posteriormente a la extracción de gas (CO_2) mediante reacción con H_3PO_4 al 103% a 25°C durante 12 horas. Las relaciones isotópicas se expresan a través de la notación normal como valores delta por mil (δ ‰), con un error analítico de $\pm 0,2$ por mil para $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$. Los resultados están dados con relación al estándar SMOW (*Standard Mean Ocean Water*), para el $\delta^{18}\text{O}$ y con relación al estándar PDB (*Pee Dee Belemnite*) para el $\delta^{13}\text{C}$.

GEOLOGÍA REGIONAL

El Sistema de Tandilia o Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires (Fig. 1a), comprende un conjunto de elevaciones que dejan parcialmente al descubierto al Precámbrico más antiguo de Argentina y que junto con los afloramientos ubicados en el oeste de la República Oriental del Uruguay, los de la isla Martín García (río de La Plata) y los del sur de Brasil conforman la unidad conocida

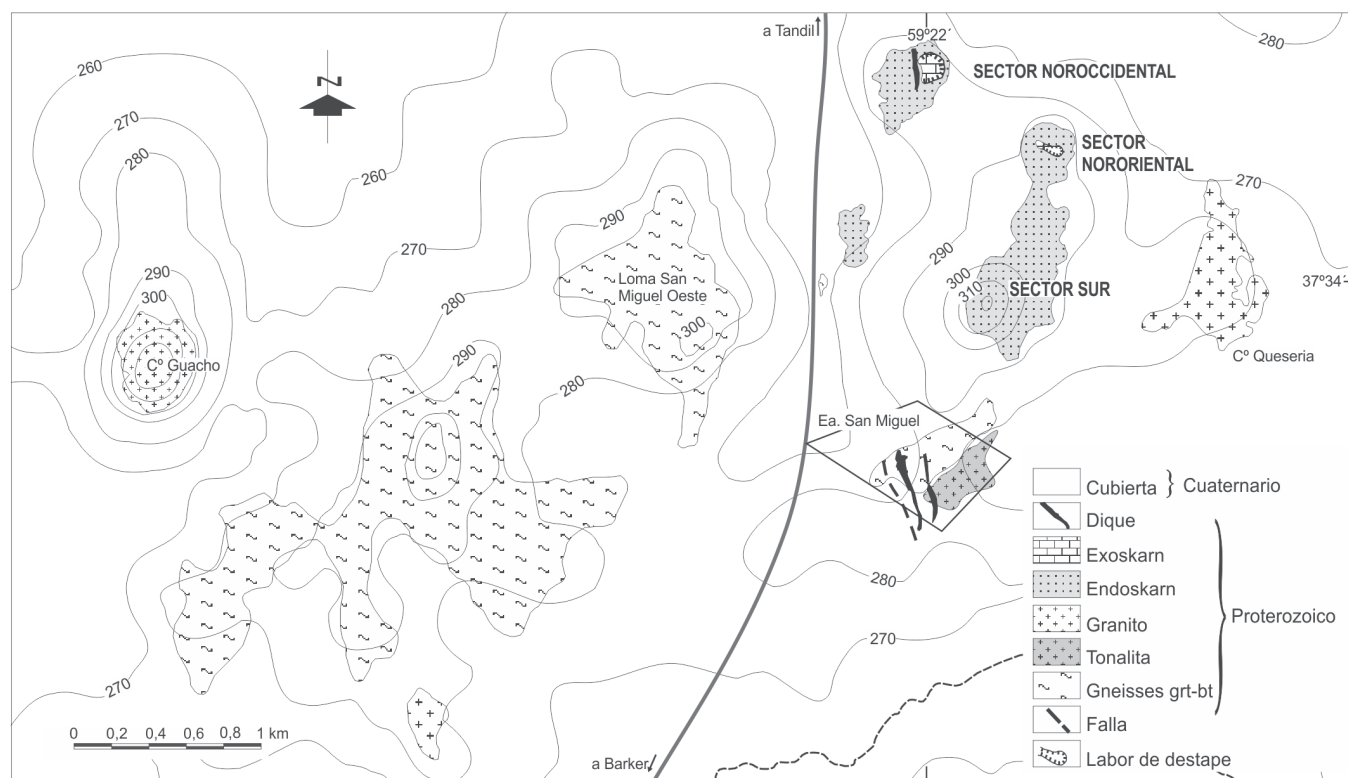


Figura 2: Mapa geológico del área del skarn San Miguel, con la ubicación de los tres sectores: noroccidental, nororiental y sur.

como cratón del río de La Plata (Fig. 1b). El basamento cristalino de Tandilia, denominado Complejo Buenos Aires (Marchese y Di Paola 1975), corresponde a una típica asociación ígneo-metamórfica compuesta por gneisses granítico-tonalíticos, migmatitas, anfibolitas y plutones graníticos a tonalíticos y en menor proporción por mármoles, esquistos y diques de composición ácida y básica.

Su evolución tectonomagmática corresponde al ciclo orogénico Transamazónico o Tandileano, que tuvo lugar a los 2.200-1.800 Ma (Teruggi *et al.* 1973 y Dalla Salda *et al.* 1988). Este período es asignado a un episodio de colisión continental (Cingolani y Dalla Salda 2000), que generó deformación, metamorfismo y anatexis de las rocas corticales la cual provocó el emplazamiento de cuerpos graníticos. El período comprendido entre los 1800 y 1600 Ma corresponde a un estadio post-colisional de régimen distensivo (Cingolani 2010).

La cobertura sedimentaria (Fig. 1a) está compuesta por dos sucesiones: una calcárea y silicoclástica contemporánea con el ciclo Brasiliano que comprende el Gru-

po Sierras Bayas (Dalla Salda e Iñiguez Rodríguez 1979, Poiré *et al.* 1984, Poiré 1993) y la Formación Cerro Negro (Iñiguez Rodríguez y Zalba 1974), y otra de composición silicoclástica que corresponde a la Formación Balcarce (Teruggi *et al.* 1962 y Dalla Salda e Iñiguez Rodríguez 1979) depositada durante el Paleozoico inferior (ciclo Famatiniano). Ambas secuencias pertenecen a un ambiente de plataforma (Andreis *et al.* 1992 y Poiré *et al.* 2003, respectivamente). Previo a la deposición de la Formación Balcarce, en el Neoproterozoico tardío-Cámbrico, se registra un importante fallamiento provocado por esfuerzos de orientación suroeste (Iñiguez Rodríguez *et al.* 1989) que afectaron al basamento paleoproterozoico y parte de la cobertura sedimentaria.

GEOLOGÍA DEL ÁREA DE SAN MIGUEL

El skarn San Miguel se encuentra situado entre las localidades de Barker y Azucena (Fig. 1a), al sur de la ciudad de Tandil, provincia de Buenos Aires. El mismo está

asociado a granitoides asignados al Complejo Buenos Aires, cuya edad es proterozoica (Cingolani *et al.* 2002). La única edad obtenida para granitoides cercanos al skarn, corresponde al Cerro Quesería (Fig. 2) y es de 2130 ± 50 Ma (Halpern *et al.* 1970). Este dato ubicaría a la intrusión que generó el metasomatismo, en el período de mayor actividad tectono-metamórfica para la zona de Tandil (2200 a 2000 Ma), según Ramos (1985).

En un área dominada por una extendida cobertura sedimentaria cuaternaria, los afloramientos del skarn se ubican en tres sectores (Fig. 2): a) noroccidental, asociado a una antigua cantera cuya superficie total expuesta es de 4.000 m², que representa la vista más completa de la morfología interna del skarn, donde aflora el mármol calcítico; b) nororiental, representado por un pequeño destape con una superficie menor que ronda los 20 m² y tiene características similares al anterior, y c) sector sur en el que asoman escasos afloramientos.

La roca de mayor distribución areal es un gneiss granatífero-biotítico, donde se

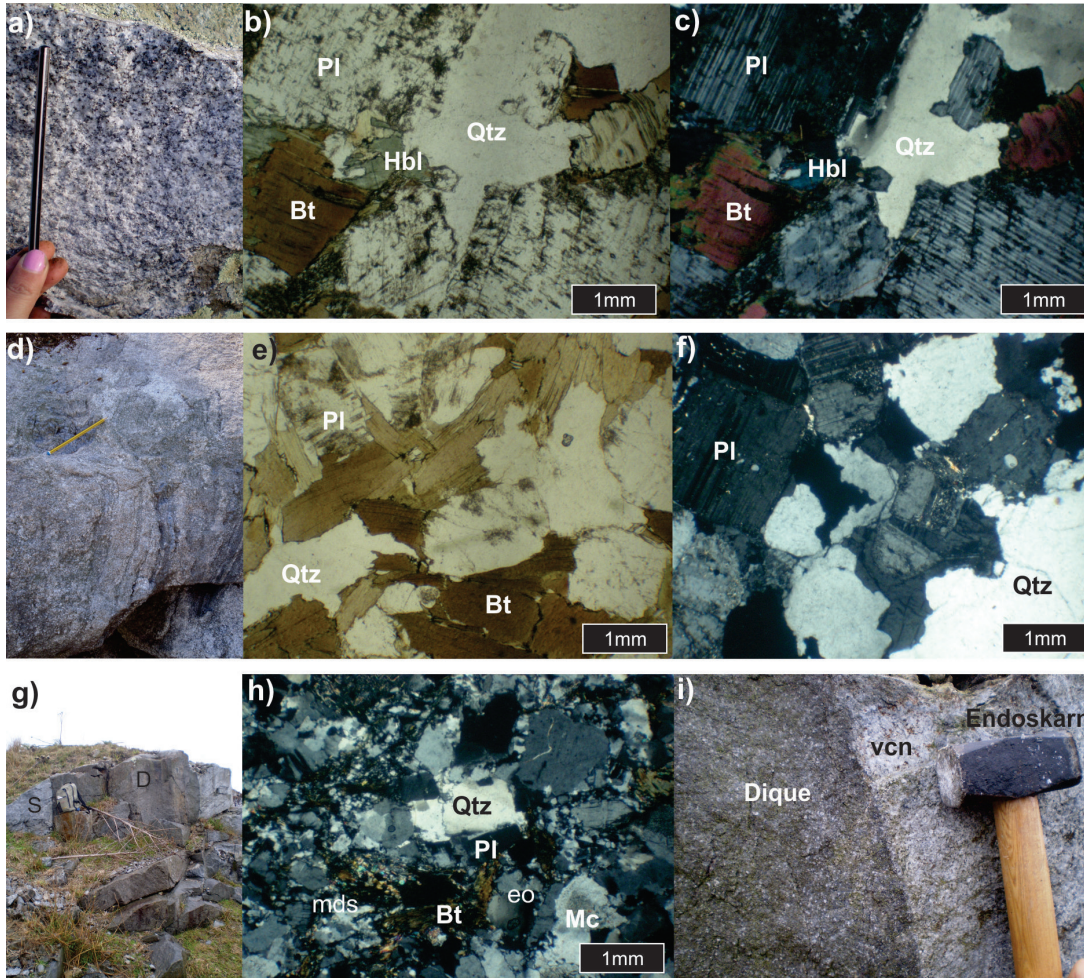


Figura 3: Fotografías de los distintos tipos litológicos del área de estudio. Rocas tonalíticas del área del casco de la Estancia San Miguel: a) Aspecto macroscópico. b-c) Textura microscópica sin y con analizador, respectivamente. d-f) Gneis granatífero-biotítico: d) Vista del afloramiento. e) Textura microscópica del dominio biotítico, sin analizador. f) Textura microscópica del dominio cuarzo-feldespático, con analizador. g-i) Dique granítico (D) en contacto con los skarn (S). g) Vista del afloramiento en la cantera principal. h) Textura microscópica con analizador donde se observan microestructuras de deformación en cristales de cuarzo, como extinción ondulosa (eo) y mosaico de subgranos (mds). i) Contacto dique granítico-endoskarn (vcn: vetillas de calcosilicatos neofabricados). Abreviaturas según Siivola y Schmid (2007).

emplazan los tres sectores antes mencionados. Este gneiss es de coloración blanco grisácea, tamaño de grano medio, de 1 a 5 mm con variaciones notables en los distintos afloramientos, y textura granosa alotriomorfa levemente inequigranular. Mineralógicamente presenta abundante plagioclasa (anortita₄₀₋₅₀), microclino y cuarzo, además de biotita y granate. Los minerales accesorios identificados son circón y apatita.

En el área del casco de la estancia San Miguel (Fig. 2) se reconocieron rocas ígneas de composición tonalítica, cuyos aislados afloramientos se pierden bajo la cobertura del suelo. Dichas rocas presentan tamaño de grano medio y textura granosa (Fig. 3a y b); están constituidas por plagioclasa anortita₇₀₋₈₀ (60%), cuarzo (20%), feldespato potásico (5%), biotita (8%), hornblenda (7%), y pirita como mineral accesorio (Fig. 3b y c). Próximos a los granitoides tonalíticos afloran rocas de fábrica

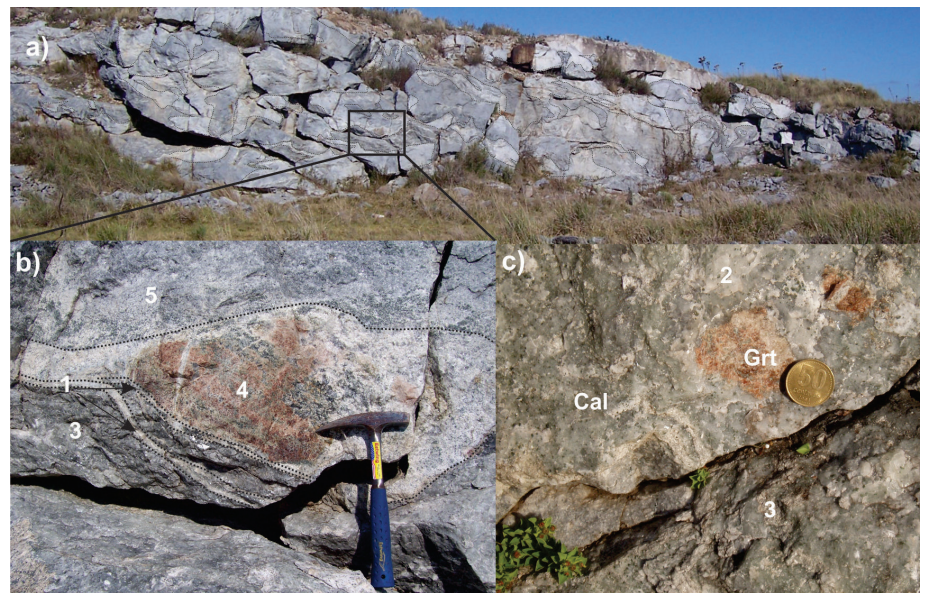


Figura 4: a) Frente de la cantera principal del sector noroccidental donde se aprecian las complejas relaciones entre el mármol calcítico (color gris) y la intrusión de tonalidad blanquecina. b-c) Detalles de las zonas de exoskarn y endoskarn: 1- zona de exoskarn con wollastonita-vesubianita, 2- zona de exoskarn con granate-clinopiroxeno, 3- zona de exoskarn con clinopiroxeno, 4- zona de endoskarn con granate y clinopiroxeno y 5- zona de endoskarn con clinopiroxeno y plagioclasa cálcica.

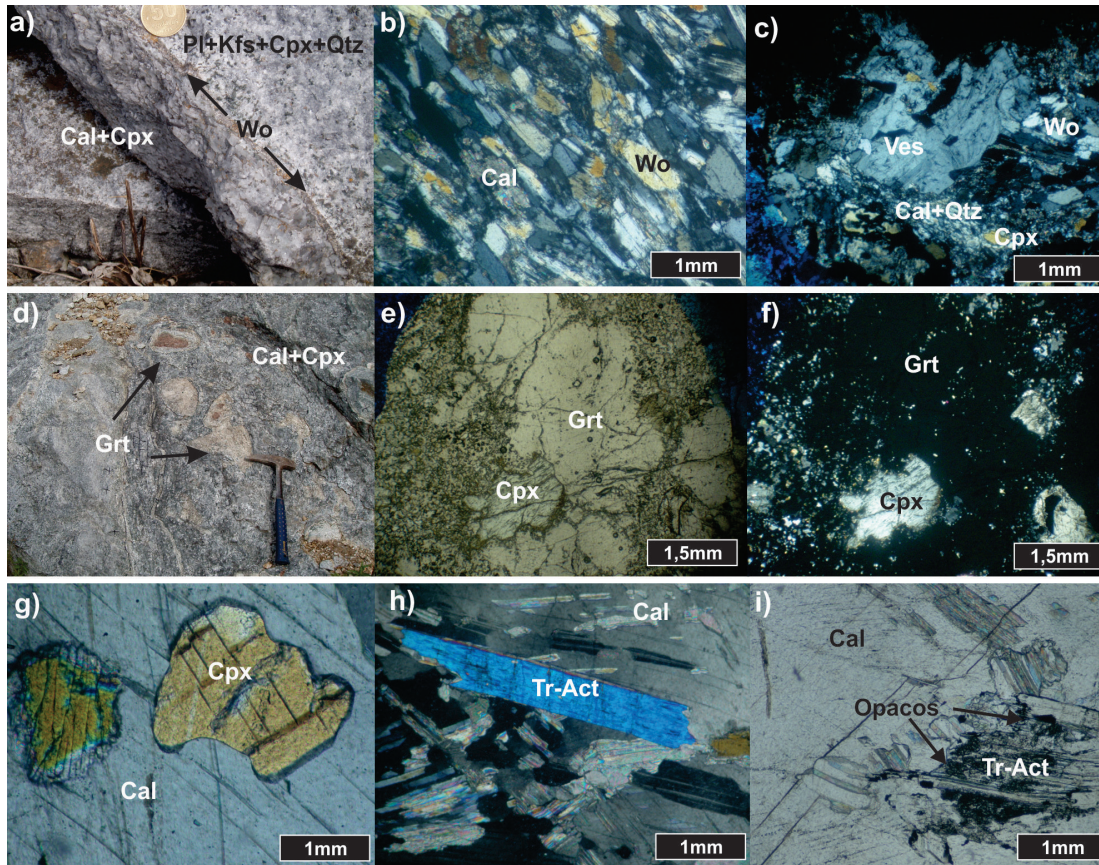


Figura 5: Exoskarn. a-c) Zona de wollastonita-vesuvianita: a) Aspecto macroscópico, b) Vista microscópica con analizador. c) Vista microscópica de cristal de vesuvianita con analizador. d-f) Zona de granate-clinopiroxeno: d) Vista macroscópica de afloramiento. e-f) Aspecto microscópico de un agregado macizo de granate-piroxeno, sin y con analizador, respectivamente. g-i) Zona de clinopiroxeno: g) Vista microscópica de cristales de clinopiroxeno en calcita, con analizador. h) Tremolita-actinolita con analizador. i) Cristales de tremolita-actinolita con segregaciones de color negro, sin analizador. Abreviaturas según Siivola y Schmid (2007).

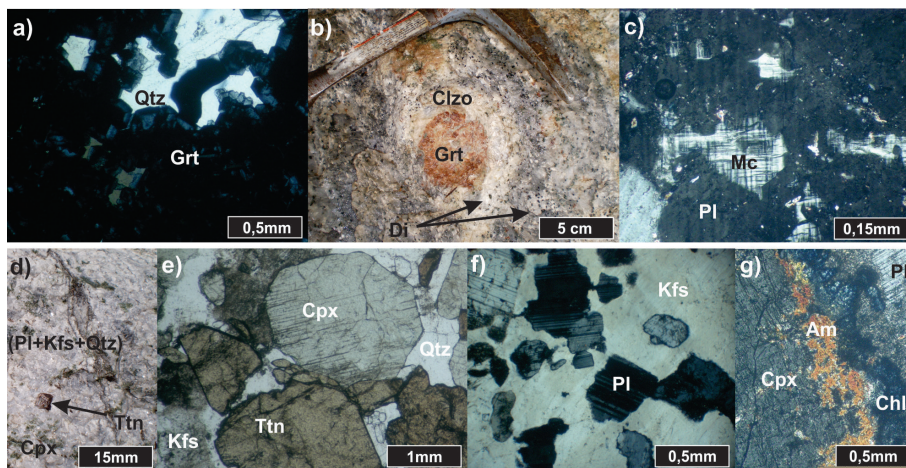


Figura 6: Endoskarn. a-c) Zona de granate-clinopiroxeno: a) Aspecto microscópico de los agregados de granate con bordes levemente anisótropos, con analizador. b) Vista macroscópica de agregado de granate rodeado por una corona de clinozoisita. c) Aspecto microscópico de cristal de plagioclasa con relictos de microclino, con analizador. d-g) Zona de clinopiroxeno-plagioclasa cálcica: d) Aspecto macroscópico. e) Textura microscópica sin analizador. f) Cristal de feldespato con reemplazos de plagioclasa, con analizador. g) Vista microscópica de un borde de retrogradación con analizador, a la izquierda cristal de clinopiroxeno reemplazado por anfíbol y a la derecha plagioclasa siendo reemplazada por clorita. Abreviaturas según Siivola y Schmid (2007).

cas bandeadas que corresponden al gneiss de distribución areal (Fig. 3d). En este sector, dicha roca presenta una clara fábrica anisótropa dada por la alternancia de do-

minios con abundante biotita (Fig. 3e) y escaso granate y otras con cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa (Fig. 3f). Las relaciones de campo entre los granitoides

tonalíticos y el gneiss granatífero-biotítico, no han podido ser determinadas aún por la mala calidad de los afloramientos.

En la cantera principal, el skarn se encuentra intruido por un dique de 2 metros de espesor de composición granítica, coloración gris oscura (Fig. 3g) y textura granosa. El tamaño de grano varía desde fino en el borde del cuerpo a medio, hacia el centro del mismo. Está integrado por cuarzo (45%), microclino (20%), plagioclasa anortita₁₀₋₁₅ (25%) y biotita (10%). Los cristales de cuarzo presentan microestructuras de deformación tales como extinción ondulosa, así como mosaico de subgranos con bordes muy irregulares (Fig. 3h).

En la cantera se determinó que la orientación general del dique es N 15° O. En ésta las relaciones de corte observadas indican la posterioridad de dicha intrusión, ya que corta pequeñas vetillas de calcosilicatos neoformados en el endoskarn (Fig. 3i). Si bien este cuerpo manifiesta efectos metasomáticos, estos son escasos y sólo identificables a escala microscópica. Los

mismos consisten en el crecimiento de pequeños cristales de apatita en los bordes del dique en contacto con el skarn. Este dique presenta similares características al ubicado en la zona del casco de la estancia homónima, el cual intruye a la roca gneíssica con un rumbo N 20° O.

ZONACION DEL SKARN

El estudio de detalle de los tres sectores donde aflora el skarn San Miguel permitió identificar diferencias sustanciales en su mineralogía, textura y estructura, que posibilitó establecer una zonación en el mismo.

Sectores noroccidental y nororiental

En estos sectores (Fig. 2) asoman núcleos de mármol calcítico con coloraciones que van de gris oscuro a blanco y tamaño de grano medio a grueso. Desde el mármol hacia el intrusivo, se han identificado diferentes zonas que se corresponden con la aparición de determinados minerales. La integración de los patrones de distribución de estas zonas, en el espacio, evidencia que la roca carbonática fue intruida por el magma, a través de numerosos planos subparalelos de debilidad. Esto generó diversos frentes metasomáticos con morfologías elongadas que dieron como resultado la superposición de algunas zonas minerales. La complejidad de las relaciones espaciales entre estas zonas se encuentra mejor representada en el frente de la cantera principal del sector noroccidental (Fig. 4a).

Zona de exoskarn con wollastonita y vesubianita: Se desarrolla principalmente en el borde de reacción mármol-roca ígnea (Fig. 4b) y presenta un espesor promedio de 10 milímetros. Está representada por la paragénesis wollastonita + vesubianita ± clinopiroxeno. La wollastonita es el mineral más abundante (aproximadamente 70-80%), es fibrosa y se desarrolla perpendicularmente a los contactos (Fig. 5a y b). Los cristales de vesubianita son escasos, poseen color castaño verdoso y hábito prismático poco desarrollado (Fig. 5c). El clinopiroxeno (20-30% del volumen total), es de color verde oscuro, hábito

CUADRO 1: Valores representativos de análisis químicos por microsonda electrónica de distintos cristales de granate del endoskarn de granate-clinopiroxeno.

Microanálisis de granate								
%peso	P1	P2	P3	P4	P5	P6	P7	P8
SiO ₂	39,59	40,26	38,95	38,74	38,36	39,78	39,75	39,64
TiO ₂	0,04	0,00	0,51	0,62	0,57	0,26	0,22	0,24
Al ₂ O ₃	22,12	30,71	20,51	19,42	18,14	20,81	20,92	20,73
Cr ₂ O ₃	0,00	0,03	0,04	0,01	0,03	0,00	0,00	0,03
FeO *	0,00	3,11	0,23	2,01	3,16	0,94	0,67	1,33
Fe ₂ O ₃ *	0,56	0,00	3,32	3,73	5,49	1,47	1,85	1,13
MnO	0,02	0,00	0,09	0,07	0,14	0,00	0,02	0,02
MgO	0,08	0,01	0,08	0,04	0,06	0,19	0,17	0,17
NiO	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,04	0,02
CaO	37,24	24,28	35,80	34,77	33,21	36,52	36,29	36,07
Na ₂ O	0,02	0,03	0,02	0,02	0,06	0,03	0,01	0,01
K ₂ O	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
P ₂ O ₅	0,41	0,24	0,36	0,32	0,35	0,36	0,37	0,39
Total	100,08	98,69	99,91	99,78	99,59	99,90	100,61	99,78
Cationes por unidad de fórmula, sobre la base de 12 oxígenos								
Si	2,98	3,06	2,97	2,98	2,98	3,00	2,99	3,01
P	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Al	0,01	0,00	0,02	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
Fe ⁺³	0,0	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Suma	3,00	3,07	3,00	3,00	3,00	3,00	3,01	3,02
Ti	0,00	0,00	0,03	0,04	0,03	0,01	0,01	0,01
Al	1,95	2,71	1,82	1,74	1,65	1,86	1,86	1,86
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ⁺²	0,00	0,19	0,01	0,13	0,21	0,06	0,04	0,08
Fe ⁺³	0,09	0,00	0,19	0,22	0,33	0,08	0,11	0,06
Mn	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Mg	0,57	0,57	0,66	0,51	0,63	0,02	0,59	0,59
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	3,00	1,98	2,92	2,86	2,76	2,95	2,95	2,93
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Suma	5,06	4,88	5,00	5,00	5,01	4,99	5,00	4,98
Total (S)	8,06	7,95	8,00	8,00	8,01	8,00	8,00	8,00
Porcentajes moleculares								
Grs	95,19	91,09	89,58	87,25	94,99	95,42	92,55	95,08
Adr	4,48	8,79	9,81	12,08	4,31	4,74	6,75	3,36
Prp+Sps+Uvr	0,33	0,12	0,61	0,64	0,70	0,77	0,68	0,77
Total	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

El contenido de Fe en granate (Fe²⁺ y Fe³⁺) fue recalculado según Droop (1987). Los contenidos de Cr₂O₃, NiO y K₂O se encuentran por debajo del límite de detección por lo que no se incluyen en el cuadro.

prismático y se encuentra ubicado aleatoriamente entre las fibras de wollastonita. Además, se observa muy poca cantidad de calcita y cuarzo de grano muy fino (Fig. 5a y b).

Zona de exoskarn con granate y clinopiroxeno: Presenta un desarrollo discontinuo, de hasta un metro de espesor. Fue sólo reconocida en el sector noroccidental, por este motivo, en algunos sitios la ausencia de esta zona deja en contacto a las zonas de exoskarn con wollastonita-vesubianita y la de exoskarn con piroxeno (Fig. 4b),

que se describe a continuación.

Está compuesta por granate, clinopiroxeno, calcita y cuarzo (Fig. 4c). El granate es de color castaño rojizo y forma agregados con morfología esférica (Fig. 5d). Los cristales de clinopiroxeno, de color verde oscuro, tienen un tamaño máximo de 2 milímetros y se encuentran entre los cristales de granate (Fig. 5e y f) y también diseminados en la calcita. La calcita es de color gris y varía su granulometría de fina a gruesa. Posee inclusiones sólidas de color gris oscuro y brillo metálico, que por

CUADRO 2: Valores representativos de análisis químicos por microsonda electrónica de diferentes cristales de piroxeno del endoskarn de granate-clinopiroxeno.

Microanálisis de piroxeno								
%peso	P1	P2	P3	P4	P5	P6	P7	P8
SiO ₂	51,44	51,32	52,52	51,78	52,43	52,22	52,30	52,12
TiO ₂	0,10	0,07	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	0,83	0,92	0,17	0,11	0,08	0,08	0,11	0,13
Cr ₂ O ₃	0,00	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO *	11,23	11,08	9,53	13,88	10,35	10,82	11,75	11,83
Fe ₂ O ₃ *	1,38	1,57	0,73	0,68	0,66	0,76	0,57	0,69
MnO	0,12	0,13	0,04	0,15	0,09	0,08	0,08	0,02
MgO	9,94	10,00	11,78	9,00	11,25	10,87	10,44	10,33
NiO	0,01	0,07	0,00	0,10	0,00	0,00	0,06	0,04
CaO	24,91	24,48	25,06	24,76	25,22	25,26	25,06	24,97
Na ₂ O	0,19	0,25	0,11	0,08	0,08	0,07	0,05	0,09
K ₂ O	0,00	0,05	0,01	0,02	0,01	0,01	0,04	0,00
P ₂ O ₅	0,15	0,17	0,14	0,11	0,16	0,13	0,18	0,16
Total	100,31	100,12	100,11	100,66	100,32	100,29	100,65	100,39
Cationes por unidad de fórmula, sobre la base de 6 oxígenos								
Si	1,96	1,96	1,98	1,98	1,98	1,98	1,98	1,98
P	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	0,03	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Fe ⁺³	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Suma	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ⁺²	0,36	0,35	0,30	0,44	0,32	0,33	0,37	0,37
Fe ⁺³	0,04	0,05	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,57	0,57	0,66	0,51	0,63	0,62	0,59	0,59
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	1,02	1,00	1,01	1,02	1,02	1,03	1,02	1,01
Na	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Suma	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Total(S)	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
Porcentajes moleculares								
Di	58,35	58,45	67,14	52,18	64,43	62,49	60,02	59,52
Hd	41,25	41,13	32,73	47,34	35,29	37,25	39,71	40,40
Jo	0,40	0,42	0,13	0,48	0,28	0,26	0,27	0,08
Total	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

El contenido de Fe en piroxeno (Fe²⁺ y Fe³⁺) fue recalculado según Droop (1987). Los contenidos de Cr₂O₃ y K₂O se encuentran por debajo del límite de detección por lo que no se incluyen en el cuadro.

CUADRO 3: Datos isotópicos de cristales de calcita de los núcleos de mármol.

SECTOR	Muestra	δ ¹³ C ‰ PDB	δ ¹⁸ O ‰ SMOW
Noroccidental	21028G	+5,89	+13,99
Noroccidental	21028F	+4,95	+13,91
Nororiental	21032G	+5,42	+17,12
Nororiental	21032F	+5,06	+16,85

su reducido tamaño, son de difícil identificación al microscopio calcográfico. Análisis por difracción de rayos X permitieron clasificar preliminarmente las inclusiones como esfalerita. El cuarzo es gris, escaso y se encuentra alojado dentro de los agregados de cristales de granate y

en pequeñas vetillas.

Los minerales retrógrados son escasos y corresponden a titanita y apatita que reemplazan a cristales de calcita y de granate.

Zona de exoskarn con clinopiroxeno: Comprende gran parte de los núcleos de már-

mol calcítico (Fig. 4b); tiene un espesor que oscila entre 20 y 100 metros. Está constituida, principalmente, por cristales de calcita de grano grueso a medio (5 a 10 milímetros) de iguales características que la calcita de la zona de exoskarn con granate y piroxeno. La paragénesis mineral reconocida es: calcita + clinopiroxeno. Los cristales de clinopiroxeno (20%) tienen una distribución principalmente homogénea, son de color verde oscuro a verde claro, en general translúcidos a ligeramente transparentes (Fig. 5g). Como minerales retrógrados se identificaron además de escasos cristales de apatita y titanita, anfíboles tipo tremolita-actinolita de hábito prismático largo (Fig. 5h), incoloros a levemente verdosos, que en algunos casos presentan segregaciones de óxidos color negro (Fig. 5.i). Estos últimos forman reemplazos pseudomórficos de cristales de piroxeno.

Zona de endoskarn con granate y clinopiroxeno:

Presenta morfologías similares a lóbulos, cuyos espesores varían entre unos pocos centímetros y 1 a 2 metros (Fig. 4a y b). La asociación prógrada reconocida en esta zona es: granate + clinopiroxeno + plagioclasa cálcica ± vesuvianita. Los minerales predominantes son granate y clinopiroxeno que desarrollan cristales desde pocos milímetros hasta 6-7 centímetros de tamaño. Si bien el granate no presenta zonación, su composición varía entre grossularia₇₆₋₉₉, andradita₀₋₁₆ y almandino₀₋₈, en tanto que los componentes restantes (piropo+spessartina+uvarovita) no superan el 0,77% (Cuadro 1). Posee color castaño rojizo y forma agregados de tamaño variable, desde pocos centímetros hasta 50 centímetros de diámetro (Fig. 4b). Al microscopio, estos agregados están compuestos por pequeños cristales euhédricos de grossularia, algunos con bordes anisótropos (Fig. 6a). En otros sectores, forman agregados macizos junto con el clinopiroxeno (Fig. 4b). En ocasiones el granate presenta una corona de coloración rosa pálida, que corresponde a clinzoisita retrógrada (Fig. 6b). En muestra de mano el clinopiroxeno posee, en general, hábito prismático y color verde, diferenciándose uno de color verde muy cla-

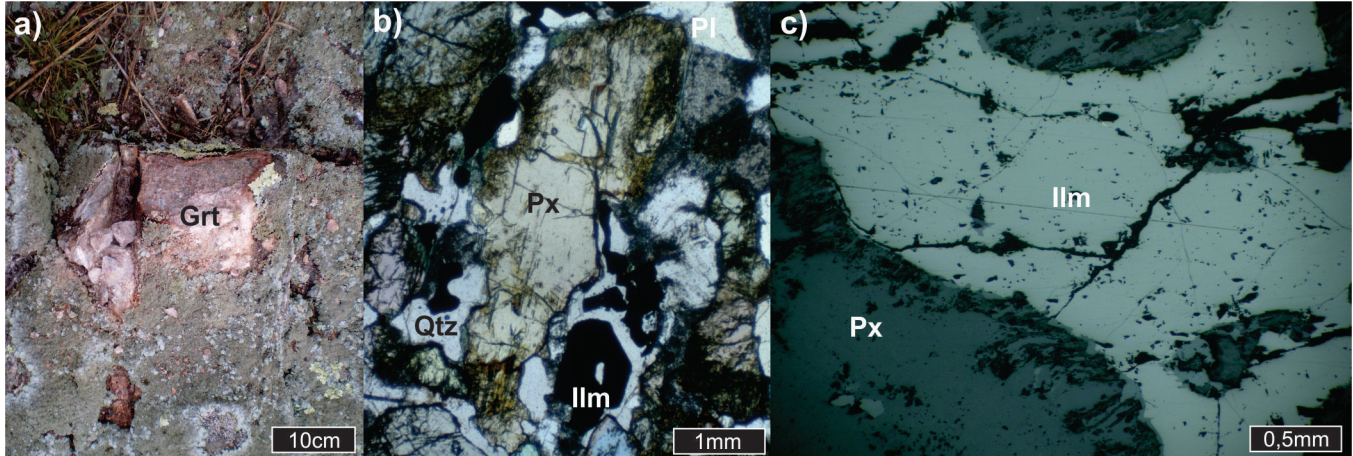


Figura 7: Sector Sur: a) Afloramiento con granate. b) Vista microscópica de cristales de piroxeno rodeados de minerales opacos, cuarzo y plagioclasa, sin analizador. c) Ilmenita asociada a piroxeno. Abreviaturas según Siivola y Schmid (2007).

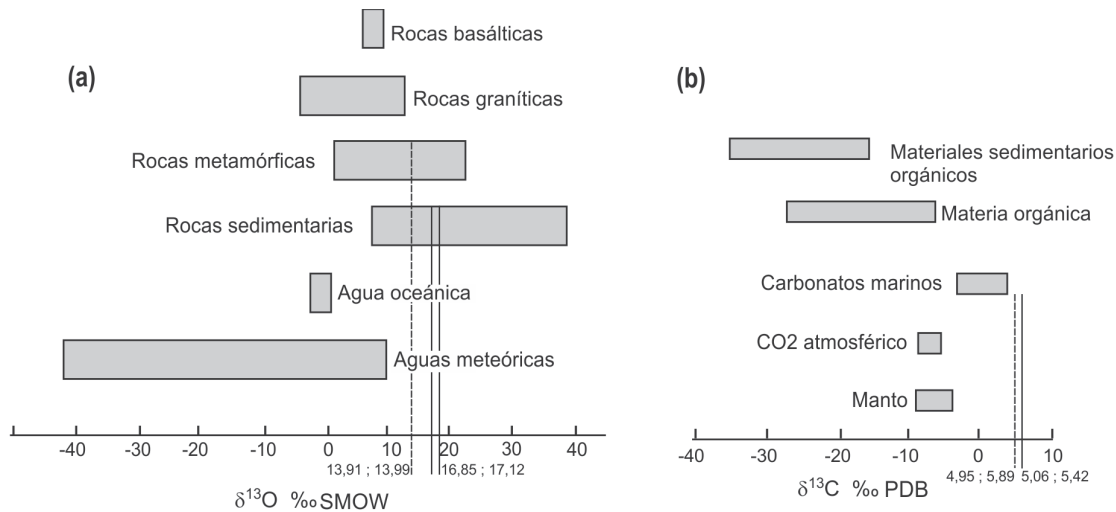


Figura 8: a) Diagrama de variaciones isotópicas de $\delta^{18}\text{O}$ en la Naturaleza (Hoefs 2009). b) Diagrama de variación de composiciones isotópicas de reservorios de $\delta^{13}\text{C}$ en la corteza y manto superior (Hoefs 2009). En líneas punteadas fueron graficados los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ del sector noroccidental y en línea entera los valores del sector nororiental.

ro poco translúcido y otro de color verde oscuro translúcido. El primero tiene una composición que varía entre diópsido₅₂₋₆₇ y hedenbergita₃₃₋₄₇ con valores inferiores a 0,5% de johannsenita, sin zonación composicional (Cuadro 2) y forma parte de los agregados macizos junto con granate. El piroxeno verde oscuro (de aspecto similar al clinopiroxeno del exoskarn) se asocia a cuarzo, plagioclasa (anortita₅₀₋₆₀) y escaso microclino (Fig. 6b). Algunos cristales de plagioclasa evidencian relictos de microclino en su interior (Fig. 6c). Al microscopio se identificaron escasos cristales de vesubianita, constituyendo parches en los cristales de grossularia. El cuarzo es abundante y se encuentra rodeando al granate (Fig. 6a), formando parte del granitoide que fue modificado

por los procesos de metasomatismo. El cuarzo también constituye pequeñas vetillas que atraviesan los agregados de granate-piroxeno. En ambos casos se trata de un cuarzo transparente de color gris.

Entre los minerales retrógrados se reconocieron anfíboles, cloritas, clinozoisita, titanita y apatita. Los anfíboles y las cloritas, son escasos y se encuentran reemplazando a cristales de clinopiroxeno.

Zona de endoskarn con clinopiroxeno y plagioclasa cálcica: Su mineralogía comprende una asociación típica de una roca ígnea de composición granodiorítica, en la que se reconoce la siguiente paragénesis mineral de endoskarn: plagioclasa cálcica + clinopiroxeno (Fig. 6d y e). El espesor total de la zona no pudo ser determinado, ya que parte de los afloramientos están in-

terumpidos por la cubierta sedimentaria moderna, pero se estima que el mismo ronda los 5-10 metros.

Los minerales más abundantes son plagioclasa y feldespato potásico. Las plagioclasas, presentan un amplio rango composicional (anortita₄₀₋₆₀), donde las más cálcicas se desarrollan a partir de los cristales de feldespato potásico (Fig. 6f). El clinopiroxeno es escaso y se distribuye en forma homogénea. Presenta coloración verdosa y va disminuyendo su tamaño y cantidad, a medida que aumenta la distancia al contacto con el mármol. En algunos afloramientos se encuentra casi totalmente reemplazado por cloritas y teñido por óxidos e hidróxidos de hierro, que le otorgan una coloración anaranjada.

Entre los minerales retrógrados se iden-

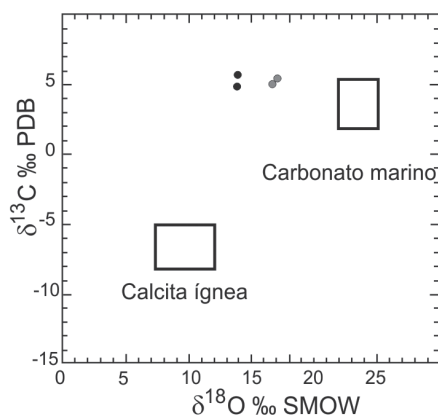


Figura 9: Diagrama de variación $\delta^{18}\text{O}$ vs. $\delta^{13}\text{C}$ en el que se indican los campos correspondientes a calcita ígnea y marina (Bowman 1998b). En puntos negros fueron graficados los valores de calcita del sector noroccidental y en puntos grises los del sector nororiental.

tificaron además clorita, escasos cristales de anfíboles formando coronas y bordes de retrogradación (Fig. 6g) y abundante titanita. Esta última posee color castaño, tiene una granulometría variada que aumenta hacia el contacto con la roca carbonática, donde alcanza a medir 2-3 milímetros de longitud (Fig. 6e).

Sector sur

Si bien no se han identificado aún afloramientos de mármol calcítico ni de exoskarn en este sector (Fig. 2), la presencia de grandes cristales de granate (Fig. 7a) y piroxeno (Fig. 7b) indica la acción de procesos metasomáticos. Estos calcosilicatos están rodeados por plagioclasa (anortita₇₀₋₈₀), feldespato potásico y gran cantidad de cuarzo, completando la paragénesis de endoskarn (zona de grante-clinopiroxeno). Asociado a piroxeno se han encontrado pequeños cristales de ilmenita de color gris oscuro y brillo metálico. Al microscopio calcográfico presentan reflectancia moderada, no desarrollan un hábito definido (Fig. 7c) y en general se encuentran rellenando cavidades junto con cuarzo (Fig. 7b).

ISÓTOPOS ESTABLES

Con el objeto de aportar nuevos datos para establecer el origen de las rocas carbonáticas asociadas al skarn, se efectuaron

las primeras determinaciones isotópicas de oxígeno y carbono a partir de cristales de calcita provenientes de los núcleos de mármol de los sectores noroccidental y nororiental. En cada uno de los sectores se tomaron muestras correspondientes a fases finas (F) y gruesas (G) de calcita. Estas determinaciones dieron valores positivos del orden de 5-6‰ para $\delta^{13}\text{C}$ en ambos sectores y valores también positivos cercanos a 14‰ y a 17‰ para $\delta^{18}\text{O}$, en los sectores noroccidental y nororiental, respectivamente (Cuadro 3).

DISCUSIÓN Y CONSIDERACIONES FINALES

El progresivo incremento de CO_2 en los fluidos magmáticos acuosos involucrados en la formación de un skarn, que deriva de la reacción entre estos fluidos y una roca de caja carbonática, suele ser el principal responsable del desarrollo de las típicas zonaciones minerales reconocidas en diversos skarns (Bowman 1998a). En el skarn San Miguel, las primeras interpretaciones geoquímicas indican que tras la intrusión ígnea, los fluidos magmáticos acuosos liberados, ricos en Si, Fe, Mg y Al reaccionaron con el CaCO_3 formando wollastonita y liberando CO_2 (primeras reacciones de descarbonatación), en la zona más cercana al contacto roca ígnea-roca carbonática. La paulatina incorporación de CO_2 en los fluidos, favoreció la pronta formación de vesubianita, constituyendo así la paragénesis wollastonita-vesubianita (Bowman 1998a). A su vez, la circulación de soluciones a través de planos de debilidad preexistentes, produce la intensificación del flujo, facilitando la movilización de elementos como Si, Fe, Mg y Al (Meinert 2005). Este proceso favoreció la cristalización de granate grossularítico, contribuyendo con un mayor enriquecimiento en CO_2 , que inhibió las condiciones de formación de wollastonita (Bowman y Essene 1984). Por este motivo, la zona de exoskarn con wollastonita-vesubianita quedó restringida a unos pocos milímetros en el contacto con el intrusivo. Este mayor incremento en CO_2

y Ca^{2+} en los fluidos silíceos portadores de Fe y Mg propició la cristalización de clinopiroxeno diseminado en el exoskarn (Bowman y Essene 1984). Si bien el Mg fue aportado por la solución ígnea, no se descarta la posibilidad de que la roca carbonática haya contribuido con algo de Mg. En este sentido, es de señalar que análisis químicos realizados por Villar Fabre y Quartino (1966) indican contenidos de óxido de Mg de 0,15%. También, se formaron granate (grossularia₈₂₋₉₉-andradita₀₋₁₆-almandino₀₋₈) y clinopiroxeno (diópsido₅₂₋₆₇-hedenbergita₃₃₋₄₇) en el endoskarn junto con plagioclasa anortítica neofomada a expensas de cristales de microclino (Villar Fabre y Quartino 1966), a partir de un magma que se fue enriqueciendo paulatinamente en Ca^{2+} , como resultado de su interacción con parte del exoskarn. Estas paragénesis minerales, correspondientes al estadio de progrado, fueron escasamente reemplazadas por minerales tales como tremolita-actinolita, clinozoisita, apatita, titanita y escasas clorita y calcita, en una etapa de retrogradación poco desarrollada.

El origen de las rocas carbonáticas a partir de las cuáles se formó el skarn San Miguel no ha sido determinado hasta el momento, ya que por su antigüedad, (inferida en más de 2130 ± 50 Ma para los granitos de la zona, Halpern *et al.* 1970) y por los procesos de recristalización y metasomatismo sobreimpuestos sus características originales han sido modificadas. Normalmente los carbonatos de un skarn están empobrecidos en ^{13}C y ^{18}O respecto al carbonato original (Shieh y Taylor 1969), ya que en condiciones de equilibrio el CO_2 , liberado en las reacciones de descarbonatación, está enriquecido en estos isótopos (Bowman 1998b). Sin embargo, hay un máximo de empobrecimiento en ^{18}O permisible, pues incluso la roca descarbonatada presenta contenidos elevados en oxígeno (el conocido como “límite calcosilicatado”, Valley 1986), de modo que el descenso en $\delta^{18}\text{O}$ no será más allá de 2-4‰.

Los datos analíticos obtenidos (Cuadro 3) indican $\delta^{13}\text{C} \approx +5/+6$ ‰, y $\delta^{18}\text{O}$ con una distribución bimodal de +14‰ y +17‰,

de modo que mientras el oxígeno es significativamente diferente del de un carbonato marino (típicamente $\delta^{18}\text{O} > +25\text{‰}$ - Fig. 8a), $\delta^{13}\text{C}$ no ha sufrido descensos notables (Fig. 8b).

Si se admite que el valor de $\delta^{18}\text{O}$ de los carbonatos del skarn tiende a aproximarse a los valores de equilibrio con la intrusión, y que la variación conjunta de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ depende de la relación fluido / roca (W/R) y de la fracción de CO_2 en el fluido (X_{CO_2}), y considerando valores típicos de un carbonato marino y una intrusión granítica de composición tonalítica, se puede admitir que las condiciones de formación del skarn de San Miguel apuntan hacia relaciones W/R muy bajas, para un fluido magmático con muy baja X_{CO_2} . Adicionalmente, debe tenerse en cuenta que la interacción, a temperaturas magmáticas, entre el encajante carbonatado y el fluido magmático introduce una modificación isotópica adicional, especialmente notable en el caso de $\delta^{18}\text{O}$: la proporción de O en un fluido acuoso es elevada, y la magnitud del fraccionamiento a elevadas temperaturas es baja. Dado que típicamente el valor de $\delta^{18}\text{O}$ de un fluido magmático será sensiblemente más bajo que el correspondiente valor en un carbonato, el valor de $\delta^{18}\text{O}$ de los carbonatos del skarn disminuirá de manera apreciable como resultado de la interacción con el fluido. El valor de $\delta^{13}\text{C}$, en cambio, no se modificará sensiblemente, pues en términos del balance de masas, el C está ampliamente dominado por el carbonato respecto al posible contenido en CO_2 del fluido, en todo caso comparativamente mucho menor.

La diferencia de aproximadamente 3‰ en los valores de $\delta^{18}\text{O}$ entre los sectores noroccidental y nororiental (Fig. 9), no obstante del limitado número de datos disponibles, podría responder a heterogeneidades preexistentes en el carbonato, a diferentes temperaturas de interacción, a diferencias en la relación W/R (esperables, por otra parte, si el fluido se canaliza a través de discontinuidades), a diferencias en la ubicación de ambos sectores respecto al foco emisor de los fluidos, o a combinaciones de los factores anteriores.

Algunas características mineralógicas, texturales y geoquímicas determinadas en el skarn San Miguel permiten establecer algunas diferencias con el skarn Punta Tota, situado en la porción sudoriental de las Sierras Septentrionales (Delpino y Dristas 2008). En primer lugar, es notoria la diferencia composicional del protolito carbonático, el cual es marcadamente magnesiano en el skarn Punta Tota. Este hecho ha provocado la generación de asociaciones minerales con alto contenido de magnesio (forsterita + calcita + dolomita + clinopiroxeno + esfalerita). Por otra parte, el marco geológico del skarn Punta Tota revela una asociación mineral en facies de granulitas, en tanto que en el skarn San Miguel las rocas gneissicas cercanas al skarn están en facies anfibolitas según la asociación: granate ± biotita + feldespato potásico + plagioclasa + cuarzo. Finalmente, en el skarn Punta Tota se reconoció un importante desarrollo de facies retrógradas cuya asociación es: tremolita + talco + grossularia + clinozoisita + esfalerita (Delpino y Dristas 2008). La incipiente retrogradación identificada en el skarn San Miguel junto con la baja relación W/R interpretada sobre la base de los resultados isotópicos, son consistentes con la escasa presencia de minerales metalíferos (ilmenita y posiblemente esfalerita) en superficie.

AGRADECIMIENTOS

Los autores de este trabajo desean expresar su agradecimiento al señor Miguel Cattella y familia, por su hospitalidad y trato cordial. Los análisis por microsonda electrónica fueron realizados en el Servicio de Ciencia y Técnica de la Universidad de Oviedo, España, por el Prof. Dr. Agustín Martín-Izard. Este trabajo fue financiado por la Universidad Nacional de La Plata en el marco del Proyecto 11N-617 y por la Comisión de Investigaciones Científicas de la provincia de Buenos Aires. Agradecemos al Lic. Hernán de la Cal por su colaboración en los trabajos de campo y al Dr. Raúl de Barrio por sus valiosos comentarios que mejoraron la calidad del manuscrito. También agradecemos al Dr.

Fernando Colombo y a un revisor anónimo por sus aportes durante la lectura crítica de este trabajo.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Andreis, R.R., Zalba, P.E. e Iñiguez Rodríguez, A.M. 1992. Paleosuperficies y sistemas deposicionales en el Proterozoico superior de Sierras Bayas, Sistema de Tandilia, Provincia de Buenos Aires, Argentina. 4° Reunión de Sedimentología, Actas 1: 283-290, La Plata.
- Bowman, J.R. 1998a. Basic aspects and applications of phase equilibria in the analysis of metasomatic Ca-Mg-Al-Fe-Si Skarns. En Lentz, D.R. (ed.) Mineralized Intrusion Related Skarn Systems. Mineralogical Association of Canada. Short Course 26: 1-49, Québec.
- Bowman, J.R. 1998b. Stable-Isotope systematics of skarns. En Lentz, D.R. (ed.) Mineralized Intrusion Related Skarn Systems. Mineralogical Association of Canada. Short Course 26: 99-145, Québec.
- Bowman, J.R. y Essene, E.J. 1984. Contact Skarn formation at Elkhorn, Montana. I: P-T Component activity conditions of early skarn formation. American Journal of Science 284: 597-650.
- Cingolani, C.A. 2010. The Tandilia System of Argentina as a southern extension of the Río de La Plata cratón: An overview. International Journal of Earth Science 100: 221-242.
- Cingolani, C.A. y Dalla Salda, L.H. 2000. Buenos Aires cratonic region. En Cordani, U., Milani, E., Thomaz Filho, A. y Campos, D. (eds.) Tectonic evolution of South America. 31° International Geological Congress, 139-146, Río de Janeiro.
- Cingolani, C.A., Hartmann, L.A., Santos, J.O.S. y Mc Naughton, N.J. 2002. U-Pb SHRIMP dating of zircons from the Buenos Aires complex of the Tandilia belt, Río de La Plata cratón, Argentina. 15° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 149-154, El Calafate.
- Dalla Salda, L.H. e Iñiguez Rodríguez, A.M. 1979. La Tinta, Precámbrico y Paleozoico de Buenos Aires. 7° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 539-550, Neuquén.
- Dalla Salda, L.H., Bossi J. y Cingolani, C.A. 1988. The Río de la Plata cratonic region of southwestern Gondwana. Episodes 11: 263-269.
- Dalla Salda, L.H., de Barrio, R.E., Echeveste,

- H.J. y Fernández, R.R. 2005. El basamento de las Sierras de Tandilia. En de Barrio, R.E., Etcheverry, R.O., Caballé, M.F., y LLambías, E. (eds) *Geología y Recursos Minerales de la Provincia de Buenos Aires*. 16° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 31-50, La Plata.
- de Barrio, R.E., Lanfranchini, M.E., Etcheverry, R.O., Martín-Izard, A., Tessone, M.O. y Paz, M. 2009. Geological and geochemical evolution of the San Miguel skarn, Tandilia Belt, Buenos Aires Province, Argentina. 24° International Applied Geochemistry Symposium, Abstracts: 281-284, Fredericton.
- Delpino, S.H. y Dristas, J.A. 2008. Dolomitic marbles and associated calc-silicates, Tandilia belt, Argentina: Geothermobarometry, metamorphic evolution, and P-T path. *Journal of South American Earth Sciences* 23: 147-175.
- Droop, G.T.R. 1987. A general equation for estimating Fe³⁺ in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analysis, using stoichiometric criteria. *Mineral Magazine* 51: 431-437.
- Halpern, M., Umpierre Urquhart, M. y Linares, E. 1970. Radiometric ages of crystalline rocks from southern South America, as relate to Gondwana and Andean geologic provinces. 4° Upper Mantle Symposium, *Petrología y Volcanismo*, 345-356, Buenos Aires.
- Hoefs, J. 2009. *Stable Isotope Geochemistry*, 6° edition. Springer-Verlag, 288 p, Berlín.
- Iñiguez Rodriguez, A.M. y Zalba, P.E. 1974. Nuevo nivel de arcilitas en la zona de Cerro Negro, Partido de Olavarría. Provincia de Buenos Aires. *Anales LEMIT, Serie 2*, 264: 95-100, La Plata.
- Iñiguez Rodriguez, A.M., Del Valle, A., Poiré, D., Spalletti, L. y Zalba, P. 1989. Cuenca Precámbrica Paleozoico inferior de Tandilia, Provincia de Buenos Aires. En Chebli, G., Spalletti, L.A. (eds.) *Cuencas sedimentarias argentinas*. Instituto Superior de Correlación Geológica, Universidad Nacional de Tucumán, Serie Correlación Geológica 6: 245-263, Tucumán.
- Marchese, H.G. y Di Paola, E. 1975. Miogeosinclinal Tandil. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 30:161-179.
- Meinert, L. 2005. World Skarn Deposits. En Hedenquist, J.W., Thompson, J.F.H., Goldfarb, R.J. y Richards, J.P. (eds.) *100° Aniversary Volume, Economic Geology*, 1135 p, Littleton.
- Poiré, D.G. 1993. Estratigrafía del Precámbrico sedimentario de Olavarría, Sierras Bayas, provincia de Buenos Aires, Argentina. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 2: 1-11, Mendoza.
- Poiré, D.G., del Valle, A. y Regalía, G.M. 1984. Trazas fósiles en cuarcitas de la Formación Sierras Bayas (Precámbrico) y su comparación con las de la Formación Balcarce (Cambro-Ordovícico), Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 249-266, Bariloche.
- Poire, D.G., Spalletti, L.A. y del Valle, A. 2003. The Cambrian-Ordovician siliciclastic platform of the Balcarce Formation (Tandilia System, Argentina): facies, trace fossil, palaeoenvironments and sequence stratigraphy. *Geologica Acta* 1: 41-60.
- Quartino, B. y Villar Fabre, J. 1967. Geología y petrología del basamento de Tandil y Barker, provincia de Buenos Aires, a la luz del estudio de localidades críticas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 22: 223-251.
- Ramos, A. 1985. Interpretación geológica preliminar de edades radiométricas en la Sierra del Tigre, Tandil, Provincia de Buenos Aires. 1° Jornadas Geológicas Bonaerenses, Comisión de Investigaciones Científicas de la provincia de Buenos Aires, 125 p, La Plata.
- Shieh, Y.N. y Taylor, H.P., Jr. 1969. Oxygen and carbon isotope studies of contact metamorphism of carbonate rocks. *Journal of Petrology* 10: 307-331.
- Siivola, J. y Schmid, R. 2007. List of Mineral Abbreviations. Recommendations by the IUGS Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks: Web version 01.02.07. www.bgs.ac.uk/scmr/home.html.
- Teruggi, M.E., Mauriño, V., Limousin, T. y Schauer, O. 1958. Geología de las Sierras de Tandil. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 13: 185-204.
- Teruggi, M.E., Mauriño, V.E., Limousin, T.A. y Schauer, O. 1962. Geología de la porción oriental de las Sierras de Tandil. *Primeras Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 2*: 359-372.
- Teruggi, M., Kilmurray, J. y Dalla Salda, L.H. 1973. Los dominios tectónicos de la región de Tandil. *Anales Sociedad Científica Argentina* 295: 81-94.
- Valley, J.W. 1986. Stable isotope geochemistry in metamorphic rocks. En Valley, J.W., Taylor, H.P. y O'Neil, J.R. (eds.) *Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes*. MSA Reviews in Mineralogy 16: 445-490, Washington.
- Villar Fabre, J. 1956. Descripción geológica de la Hoja 33q, Barker (provincia de Buenos Aires). Dirección Nacional de Minería (inédito), 109-130, Buenos Aires.
- Villar Fabre, J. y Quartino, B. 1966. Exomorphic and endomorphic effects from marble-contaminated granite contacts in the "San Miguel" quarry, Barker, Province of Buenos Aires, Argentina. *American Journal of Science* 264: 310-320.

Recibido: 28 de marzo, 2012

Aceptado: 25 de abril, 2013